基于昼夜水位波动法估算地下水蒸散发量的研究
——以河西走廊典型绿洲为例

王京晶[1,2,3,4]， 刘 鹄[3,4]， 徐宗学[1,2]， 王思佳[3,4]

（1. 北京师范大学水科学研究院，北京 100875；2. 城市水循环与海绵城市技术北京市重点实验室，北京 100875；3. 中国科学院西北生态环境资源研究院，中国生态系统研究网络临泽内陆河流域研究站，甘肃 兰州 730000；4. 中国科学院内陆河流域生态水文重点实验室，甘肃 兰州 730000）

摘 要： 使用多种昼夜水位波动法（White法、Hays法、Loheide法），计算了黑河中游荒漠绿洲过渡带地下水浅埋区生长季典型时段地下水蒸散发（ET_g），并将估算结果同彭曼方法获得的潜在蒸散发（PET）、E-601测量的水面蒸发（ET_0）和Φ_{20}测量的水面蒸发（ET_1）进行相关性分析。结果表明：在几种算法中，Hays法精度最高，其次是White法，Loheide法计算精度最低。因此，在计算逐日ET_g时可优先使用Hays方法，并推荐使用ET_0来检验计算精度。用Loheide法计算ET_g可获得较高的精度（R=0.821，P<0.01），但具有明显时滞效应，滞后时间约为3 h。这些计算成果对当地水资源的合理配置与可持续开发利用具有一定的参考意义和应用价值。

关键词： 荒漠绿洲；地下水；昼夜水位波动法；地下水补给

绿洲是干旱区的核心地理单元，地下水浅埋区（地下水埋深<5~10 m）受地下水变化影响显著，浓缩了地下水灌溉、土壤水盐平衡、生态水位等科学问题，是绿洲健康指示器[1-3]。地下水是地下水浅埋环境中植被的重要水分来源，植被提升地下水进行蒸散发（ET_g）是干旱区地下水重要的排泄方式[4-5]。准确估算ET_g对干旱区GSPAC（地下水-土壤-植被-大气-连续体）研究、生态需水量估算、地下水资源评价具有重要意义，研究结果可为合理利用地下水、遏制绿洲生态环境恶化提供科技支撑。

影响ET_g的环境因子较多，且过程较为复杂，实际情况下很难对其进行精确估算[6]，现有的ET_g估算方法大致有三种：（1）水量平衡法：基于水量平衡原理计算ET_g，计算精度受到除ET_g以外的其他水均衡项制约，且影响因素较多，很难实现较高时间分辨率的ET_g[7]；（2）极限埋深法：又称经验公式法，其中经验系数在大区域内应用时误差较大，而且此方法受环境因子制约较多，如植被盖度、类型和土壤异质性等[8]；（3）昼夜水位波动法：基于地下水水位昼夜升降波动规律来计算ET_g，只需要给水度和地下水位数据（埋深），无需考虑区域土壤异质性和地表作物类型等难以精确量化的信息，具有所需参数少、成本低、数据易获得等优势，所以在近些年来发展较快[9]。

昼夜水位波动法是由White等[10]于1932年提出（即White方法），此方法需要满足四个前提条件才可行：（1）地下水位埋深的下降是由植被蒸散发吸收地下水导致；（2）在0:00—4:00的ET_g非常微弱，即ET_g=0；（3）0:00—4:00的地下水补给率可以代表当日所有时间的补给率；（4）精确计算给水度的值。有很多学者针对“四个假设”进行了改进，如Gribovszki等[11]对地下水补给率和给水度的改进，通过水力学的方法计算补给率，使其计算结果更加接近真实值；Meyboom[12]提出使用“速效给水度”（readily available specific yield）来替代给水度，并推荐给水度值的一半为速效给水度；Hays[13]针对补给率的改进，将水位变化过程分成了上升和下降两个不同时段，分别计算其补给率与消耗率，进而估算ET_g。Loheide[14]针对给水度和补给率的改进，引入了地下水位叠加原理和去趋势方法，并给出了给水度计算

收稿日期： 2020-05-12； **修订日期：** 2020-08-19
基金项目： 国家自然科学基金重点项目（41630861）资助
作者简介： 王京晶（1997-），男，硕士研究生，主要从事干旱区生态水文学研究. E-mail: wangjingjing@mail.bnu.edu.cn
通讯作者： 刘鹄. E-mail: lhayz@lzb.ac.cn

公式，可以精确计算小时分辨率的ET_g[15]；Soylu[16]使用傅里叶变换的方法对地下水位数据进行拟合，建立ET_g与水位变幅间的定量关系，该方法可免于计算补给率，但计算过程更为复杂。目前，昼夜水位波动法在国内干旱区应用较少，研究工作尚不够深入。

本研究在黑河中游荒漠绿洲过渡带地下水依赖型植物覆盖地区(Phreatophytes)应用White、Loheide和Hays等方法计算ET_g。并将估算结果同PET、ET_0和ET_1进行相关分析，以此评价各方法的精度及适用性。研究首次将昼夜波动法应用于河西走廊地区，使用高分辨率数据(小时尺度)计算ET_g，并在荒漠绿洲地区的4种典型地表景观进行比较分析(农田、老绿洲、防护林和荒漠边缘)，研究成果可用于"一带一路"区域水资源的评价、荒漠绿洲地区用水策略的改进和防治土壤盐渍化提供科学依据。

1 研究区概况

研究区位于甘肃西部、河西走廊中段的黑河流域中游的临泽县荒漠-绿洲过渡带(99°51′~100°30′E，38°57′~39°42′N，海拔1304~2196 m)，在研究区内农田取L样点，锁龙潭湿地南、北、东部分别选择3个样点：P点为典型老绿洲农田；Q点位于东部，属荒漠边缘地区，地表有人工种植的梭梭固沙林；T点位于南部，为垦殖30 a左右的新绿洲农田及种植年限20 a左右的防风固沙林(图1)。该地区属典型的半干旱荒漠草原气候，年平均气温7.6 ℃，降水稀少且季节性分明，年平均降水量仅110 mm，年潜在蒸发量>2000 mm，干旱指数约20，生态环境极其脆弱。地势南北高但中间低，区域内地下水主要受河道补给，表层土壤水分主要来自农田灌溉侧向渗漏和浅层地下水补给[17]。

研究区内分布着大片灰棕漠土，境内农作物以玉米为主，降水稀少，农田灌溉基本为河道水与地下水，地下水埋深较浅(埋深一般约为1~5 m)，土壤盐碱化现象较为严重[17]。境内植被生长与地下水关系密切，多为地下水依赖型植被。植被类型的差异性主要是由地下水的埋深高低造成，研究区内主要有白杨(*Populus gansuensis*)、沙枣(*Elaeagnus angustifolia*)、柠条(*Caragana microphylla*)、梭梭(*Haloxylon ammodendron*)和沙柳(*Salix mongolica*)等旱生植物，与新垦农田呈镶嵌分布格局[18-19]。

2 数据与方法

2.1 数据来源

(1) 水位埋深数据是在研究区使用地下水监测井(PVC管做的简易井，直径约5 cm)中的HOBO压力传感器来获得，以小时为步长，1 h测1次。监测

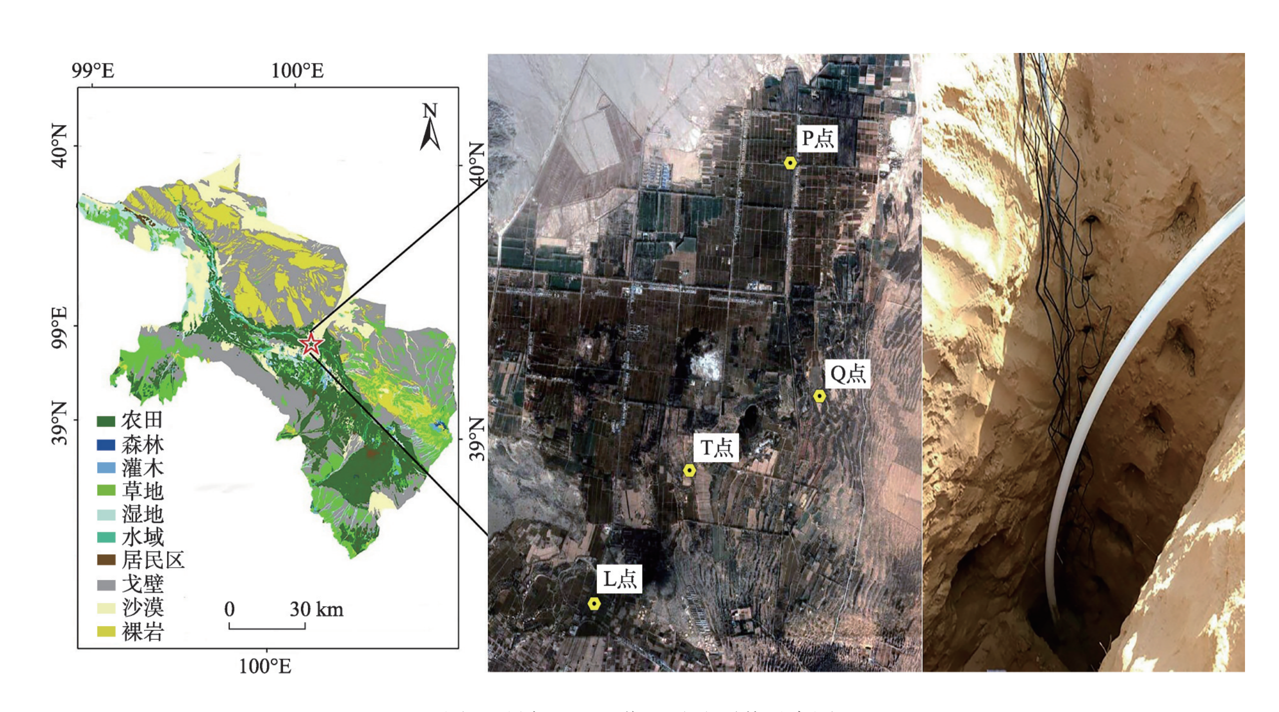


图1 研究区地理位置及监测井示意图

Fig. 1 Study area and monitoring well schematics

项目包括大气压、地下水埋深(mm)和水温,对水位埋深数据做大气补偿,进而得到真实地下水位值。

(2) 气象数据采用中国科学院临泽站标准气象观测场的实时自动监测数据,时间分辨率为h。站点位于甘肃省张掖市临泽县五里墩村(100°07′42.0″E,39°20′59.0″N),场地由固定沙丘平整而成,周围植被以梭梭、柽柳和沙枣为主。E-601蒸发皿和直径20 cm的Φ_{20}蒸发皿测量水面蒸发量,时间分辨率为d。

(3) 土壤水分特征曲线:在样点挖掘土壤剖面,使用标准的环刀(高5 cm,体积110.11 cm³)在剖面埋深1.6 m处取样品(年地下水位约在1.6 m处上下波动),然后在实验室中使用H-1400PF落地式土壤用高速冷冻离心机测量样品的土壤水分特征曲线。

2.2 ET_g估算方法

2.2.1 White方法(图2)

$$ET_g = S_y(24r + s) \tag{1}$$

式中:ET_g为地下水日蒸散发量(mm);S_y为给水度;r为0:00—4:00的地下水补给率(mm·h^{-1});s为地下水埋深日变化高度值(mm)。

2.2.2 Hays方法(图3) 两个假设条件:(1) T_2时段ET_g非常微弱,即ET_g=0;(2) T_2时段地下水补给率可以代表当日所有时间补给率[13]。

$$ET_g = S_y[(H_1 - L_1) + \frac{H_2 - L_1}{T_2}T_1] \tag{2}$$

式中:H_1为相邻两日地下水埋深变化过程线的第1个峰值(mm);H_2为第2个峰值(mm);L_1为谷值;T_1为埋深下降时段;T_2为埋深上升时段。

2.2.3 Loheide方法 三个假设:(1) 地下水位波动是由植被吸收地下水进行蒸散发和地下水的侧向

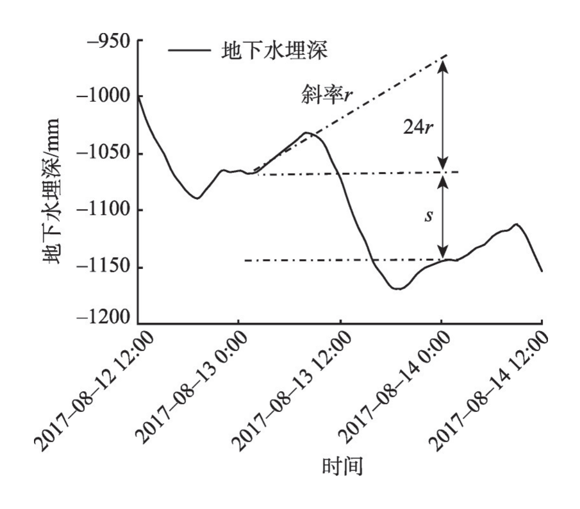


图2 White方法示意图

Fig. 2 Diagram of White method

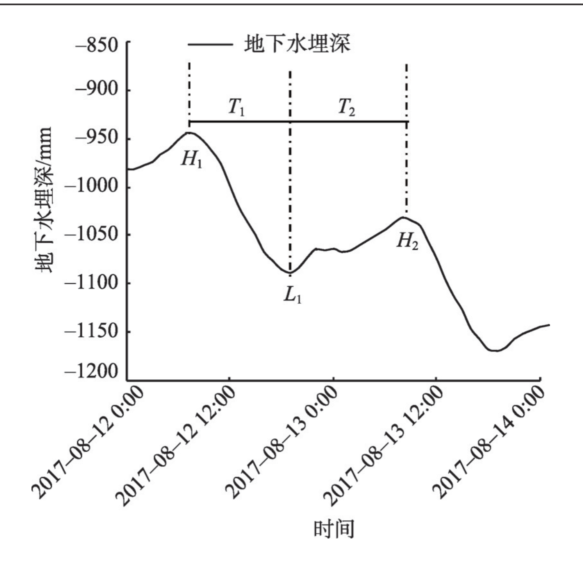


图3 Hays方法示意图

Fig. 3 Diagram of Hays method

补给导致,不考虑其他因素;(2) 在0:00—6:00这一时段内ET_g非常微弱,即ET_g=0;(3) 区域地下水埋深的变化趋势和监测井埋深变化趋势一致[14]。

$$ET_g = r(t) - S_y\frac{dWT}{dt} \tag{3}$$

式中:ET_g的量纲为mm·h^{-1};$r(t)$为t时的补给率;WT为地下水埋深(mm);t为时间(h),dWT/dt为埋深变化率(mm·h^{-1})。

对当日至翌日0:00—6:00地下水埋深数据做去趋势处理,公式为:

$$WT_{DT} = WT(k_T t + b_T) \tag{4}$$

式中:WT_{DT}为去趋势地下水埋深(mm);k_T为去趋势处理的斜率;b_T为去趋势处理的截距。利用0:00—6:00的WT_{DT},得到相应的埋深变化率($\frac{dWT_{DT}}{dt}$),建立二者的函数关系:

$$\Gamma(WT_{DT})\frac{dWT_{DT}}{dt} \tag{5}$$

根据$\Gamma(WT_{DT})$来计算当日其他时间不同WT_{DT}的补给率,公式为:

$$r(t) = S_y[\Gamma(WT_{DT}) + k_T] \tag{6}$$

继而根据公式(3)可以计算出ET_g。

2.3 给水度(S_y)估算

给水度反映了含水介质释水能力强弱。据Loheide等[15]在2005年研究发现,当地下水埋深<1.0 m时,S_y随着地下水埋深而变化(水位深度依赖性)。当地下水埋深>1.0 m时,S_y只受含水介质粒径结构(质地)影响,即S_y会越来越接近某一个常数值。本研究根据土壤水分特征曲线来计算土壤水分特征

值，既能反映出地区土壤特性，具有一定的代表性，又避免了抽水试验计算S_y的复杂不确定性。本文研究区地下水埋深一般>1.0 m（除个别时段受灌溉影响使得埋深<1.0 m，本文不予考虑），所以本文认为S_y是一个常数值[20]。

可根据土壤水分特征曲线进行土壤体积含水量（volumetric water content，VWC）与土壤水势之间的换算：土壤水势为0时VWC为饱和含水量θ_s，土壤水势为−1/3 bar时的VWC认为是田间持水量θ_c，土壤水势为−15 bar的VWC认为是凋萎系数θ_w[21−22]。

土壤给水度可认为是饱和含水量与凋萎系数的差值（土壤最大有效水量）。即：$S_y=\theta_s-\theta_w$。根据Meyboom[12]的研究，本文计算时使用速效给水度的值（1/2 S_y）。

2.4 结果校验

2.4.1 潜在蒸散发量（PET） PET是指在植被均匀覆盖区域内，地表始终属于充分供水情况下的蒸散发值，也可以理解为地下水埋深几乎为0时的地表蒸散发。本研究使用FAO提出的改进Penman-Monteith计算方法。

$$\mathrm{PET}=\frac{0.408\Delta(R_n-G)+\gamma\frac{37}{T_{hr}+273}u_2[e_s(T_{hr})-e_a]}{\Delta+\gamma(1+0.34u_2)} \quad (7)$$

式中：PET为潜在蒸发量（mm·h^{-1}）；Δ为饱和水汽压和温度关系曲线的斜率（无量纲）；R_n为地表净辐射（MJ·m^{-2}·h^{-1}）；G为土壤热通量（MJ·m^{-2}·h^{-1}）；γ为湿度计常数（kPa·℃$^{-1}$）；T_{hr}为单位时间的平均气温（℃）；u_2为小时时段内的平均风速（m·s^{-1}）；e_s为气温为T_{hr}时的饱和水汽压（kPa）；e_a为小时时段的实际水汽压（kPa）；$e_s(T_{hr})-e_a$为饱和水汽压差（kPa）[23−24]。

2.4.2 相关性分析 Pearson相关性分析方法，作为统计学中较为常用的相关性分析方法，Pearson相关系数能够有效简洁地反映出两种不同要素之间相关程度和相关方向，反映出两要素之间的相关关系是否密切[25]，用R表示，计算公式如下：

$$R=\frac{\sum_{i=1}^{n}(a_i-\bar{a})(y_i-\bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(a_i-\bar{a})^2}\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(y_i-\bar{y})^2}} \quad i=1,2,\cdots,n \quad (8)$$

式中：R为相关系数（Pearson correlation coefficient）；$\bar{a}$和$\bar{y}$分别为两要素多日平均值；a_i和y_i分别为要素日平均值。$-1<R<1$，R的绝对值越大表明两要素相关性越强，$R>0$表明两要素呈正相关，$R<0$则表明两要素呈负相关。

在研究区（地下水浅埋区）地下水位变化与地表蒸散发的关系密不可分，PET和ET_g具有颇为相似的变化波动趋势，所以可通过对PET和3种方法计算的ET_g之间进行Pearson相关分析，并做显著性检验，用来检验3种方法的计算精度[15]。

3 地下水蒸散发量计算

3.1 地下水动态变化

由图4可知，灌溉发生后地下水位迅速上升，而灌溉停止后水位开始下降，但下降过程较为缓慢。在研究区经历较强降水事件后（2017年7月21日，

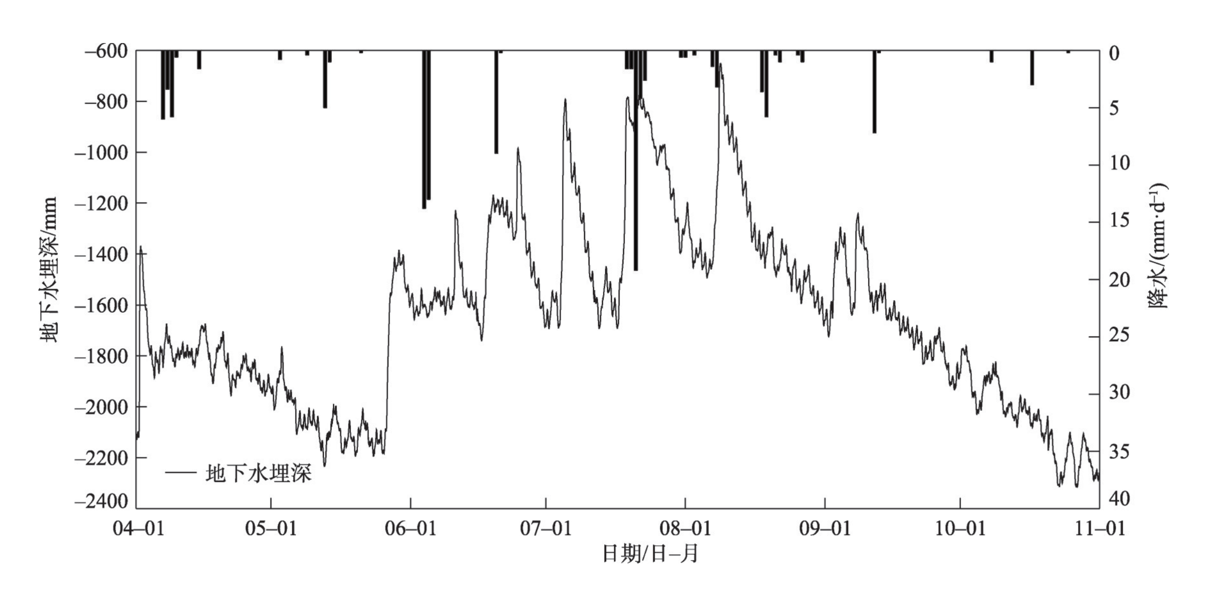


图4 L点生长季降水和地下水埋深变化过程线

Fig. 4 Variation of precipitation and groundwater depth in L-point growing season

降水量约19.2 mm),地下水位仍未产生明显响应,表明降水对地下水位波动的影响十分有限。可见在研究区内地下水动态变化主要受灌溉等人为因素影响,而降水尤其是小降水事件对地下水变化的影响并不明显。

考虑到昼夜水位波动法的适用性,本文选择时间为:2017年8月10—18日。时段内地下水位无突变现象,即无灌溉、抽水事件发生。时段内仅有一次3.6 mm降水事件发生(2017年8月18日),且降水事件发生在16:00以后。由于小降水事件产生地表径流的概率极低,本文忽略其对ET_g计算结果的影响。

根据土壤水分特征曲线计算出土壤速效给水度为0.043(表1)。

时段内地下水位变化昼夜波动显著(图5),且整体呈下降趋势。一天内地下水位最大值通常出现在8:00—10:00之间,最小值通常发生在17:00—19:00之间。

3.2 日分辨率ET_g

受计算方法的局限性,本文计算ET_g的时长为9 d。为了确保Pearson相关分析的样本数量充足且具有代表性,本研究使用Kolmogorov-Smirnov法(K-S检验)检验了样本数据的正态性,结果表明3种方法计算的ET_g均服从正态分布($P<0.05$)[26]。

表1 L点土壤水分特征值及给水度

Tab. 1 Characteristic value of soil moisture and specific yield at L point

特征值	饱和含水量	田间持水量	凋萎湿度	给水度	速效给水度
土壤水势	0	1/3 bar	15 bar		
VWC	0.352	0.346	0.267	0.085	0.043

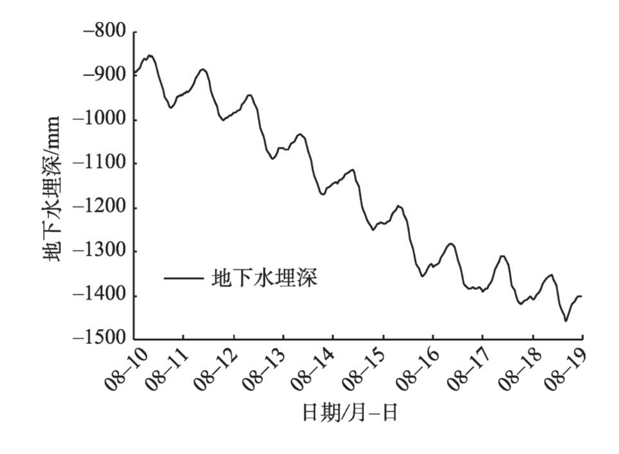


图5 L点研究时段地下水埋深变化

Fig. 5 Groundwater burial depth change chart in L-point

利用White和Hays法计算获得的该时段内的ET_g约为6~9 mm·d^{-1}(图6),且ET_g与PET、ET_0和ET_1变化趋势一致,但由Loheide法计算的ET_g在8月11日和8月17日出现异常,甚至出现了ET_g(11.2 mm·d^{-1})>PET(7.7 mm·d^{-1})的情况。

由表2可知,不同方法获得的逐日ET_g与PET、ET_0、ET_1之间的相关性:Hays>White>Loheide。因此,Hays方法在计算日分辨率ET_g效果最好(R>0.8),White法其次,Loheide法最差。验证各方法计算精度最好使用E-601测得的ET_0数据,其次是Φ_{20}测得的ET_1数据和PET。

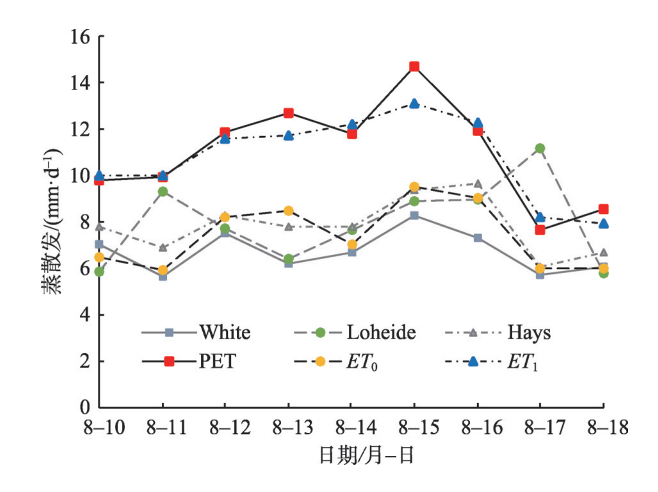


图6 L点蒸散发变化

Fig. 6 L-point evapotranspiration change chart

3.3 小时分辨率ET_g

由于Loheide法计算的ET_g与PET相关性较弱,为剖析其原因,本研究使用Loheide方法计算了小时分辨率ET_g,并与逐时PET进行相关分析。结果表明:其相关性仍然较弱但依旧显著(R=0.463, P<0.01)。通过对PET时滞处理后,相关性明显提高(表3),且将时滞设置为2~4 h,相关性较好(R>0.75, P<0.01),当设置时滞为3 h时,相关性最好(R=

表2 ET_g与PET、ET_0和ET_1的Pearson相关分析

Tab. 2 Pearson correlation analysis of ET_g with PET, ET_0 and ET_1

	PET	ET_0	ET_1
White	0.761*	0.792*	0.739*
Loheide	−0.105	0.005	0.001
Hays	0.843**	0.897**	0.872**

注:**在0.01级别(双尾),相关性非常显著;*在0.05级别(双尾),相关性显著。下同。

表3 各样点时ET_g与时PET的Pearson相关分析

Tab. 3 Analysis results of Pearson correlation between hourly ET_g and hourly PET at different sample

样点	L	P	Q	T
时间	08-10—08-18	06-24—06-30	07-06—07-11	07-10—07-17
无时滞	0.463**	0.380**	0.549**	0.587**
时滞1 h	0.649**	0.585**	0.690**	0.738**
时滞2 h	0.772**	0.722**	0.784**	0.825**
时滞3 h	**0.821****	0.783**	**0.822****	**0.833****
时滞4 h	0.795**	**0.785****	0.771**	0.757**
时滞5 h	0.702**	0.714**	0.650**	0.616**
时滞6 h	0.563**	0.593**	0.459**	0.437**

注：加粗表示最佳时滞时长对应的相关系数值。

0.821, $P<0.01$）。

对各样点计算的ET_g与PET数据进行了对比，结果表明在不同植被覆盖条件下均存在不同程度时滞关系。Q、T两点时滞为3 h，P点时滞为4 h（表3），时滞处理后的ET_g和PET相关系数R明显提高，RMSE明显降低，使用Loheide法计算时ET_g效果较好（图7）。可见，在黑河流域中游地区通过地下水位波动法获得的ET_g普遍存在时滞现象，且滞后时间在3 h左右。

Loheide法能够较好地利用高频地下水位数据（分辨率为1 h或者更高）来计算时ET_g；与逐时ET_g相比，PET值通常会延迟几个小时（时滞性）。

地下水埋深越浅表明对地表植被供水越充分，说明ET_g与地下水埋深关系密切。从图8可看出，去趋势地下水位埋深（WT_{DT}）与PET，ET_g这3种信号均具有明显的极值，但WT_{DT}信号的峰值区域更加圆整。这3个信号峰值和谷值在时间上并没有完全重叠，出现极值时间前后：$WT_{DT}>ET_g>$PET，WT_{DT}最先达到峰值，其中PET信号极值滞后WT_{DT}约6 h，PET信号极值滞后ET_g约3 h，佐证了上述滞后时长为3 h左右的观点。

图7和图8中有部分时间计算的ET_g是负值，这可能是因为压力传感器（测量地下水埋深）产生的噪声使得去趋势水位埋深变化率dWT_{DT}/dt与$\Gamma(WT_{DT})$2种信号不匹配导致的结果[15]。

4 计算成果合理性分析

昼夜水位波动法在黑河流域中游地区具有很好的适用性，估算的ET_g值较大（6~9 mm·d^{-1}），这一结果与孙海涛等[27-29]在中国北方其他干旱、半干旱地区（毛乌素沙漠，鄂尔多斯）的研究结果相接近，结果可信。

4.1 验证计算精度数据选择

由表2可知，验证3种方法的计算精度最好使用ET_0数据（日分辨率ET_g）。这可能与仪器自身结构有关，E-601的直径较大，安装结构更加合理科学，其所测得的水面蒸发量ET_0更具代表性。而Φ_{20}蒸发皿直径只有20 cm，并不能很好的代表区域水面蒸发能力。PET是依据彭曼公式计算出的结果，属于模拟数据并非实测数据，且彭曼公式属于半经

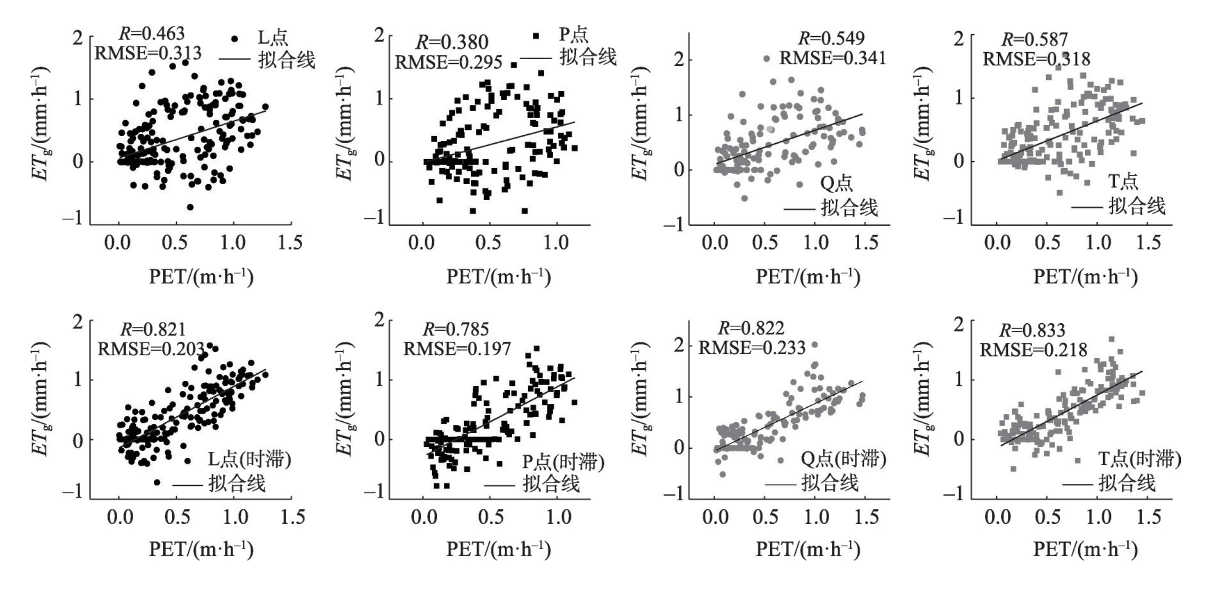


图7 观测点考虑时滞关系后的ET_g和PET的散点关系

Fig. 7 Contrastive scatter plots of four-sample time-lag ET_g and PET

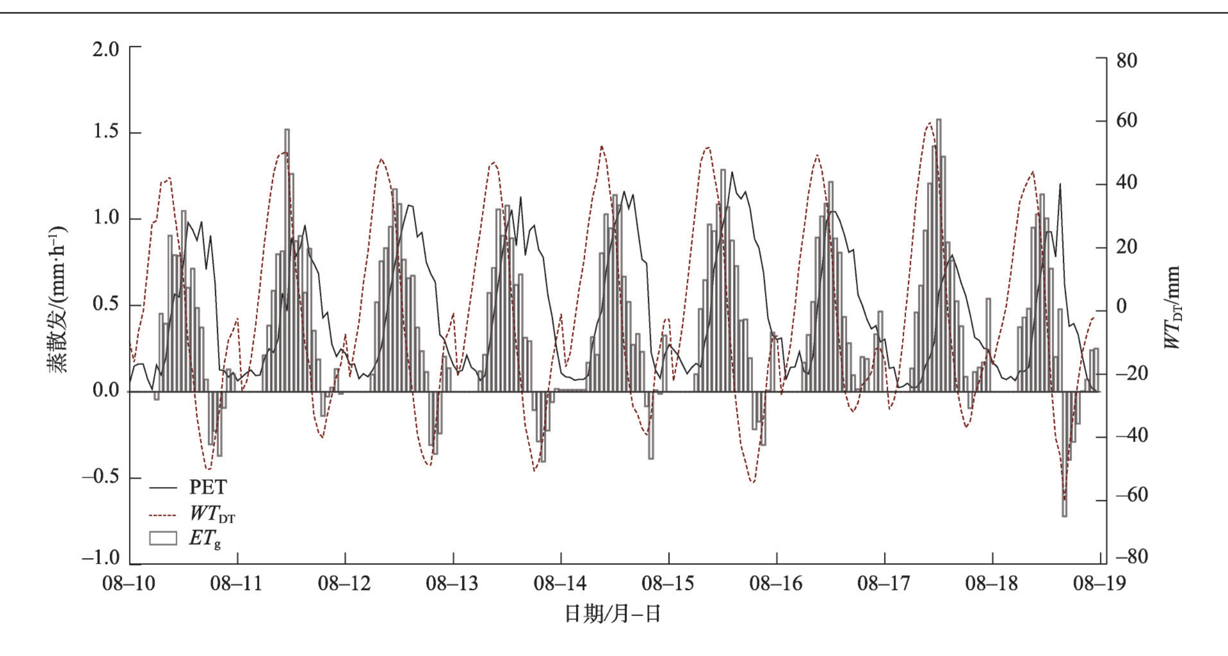


图8 WT_{DT}, ET_g与PET随时间变化关系

Fig. 8 WT_{DT}, ET_g and PET time-varying chart

验半理论公式，理论依据不够充分等原因，所以，将PET作为验证数据也具有一定的局限性。

4.2 ET_g与PET的滞后关系

Loheide法能够满足计算小时分辨率ET_g，甚至计算更高分辨率ET_g，时滞处理后的计算精度明显提高，RMSE值也明显降低。若将Loheide法应用于其他类似地区，要考虑时滞效应。滞后时间长短可能与当地水文、气象、土壤质地和植被类型等因素相关，在本研究区不同类型生态系统存在的滞后时长约为3 h（地表覆盖梭梭林的老绿洲生态系统滞后时长约为4 h）。

时滞现象可能是由于植物的水分运输机制造成的：因为植物吸水耗水生理过程，地表蒸散发与地下水埋深的响应过程不可能同时进行，滞后的时间可能是植被提前从地下水中吸收水分运移到冠层进行储存，而后进行蒸散发这一过程所需时间。地表植被冠层也可储存大量水分，并且这种水储量也能够反映出植被蒸散发与根系吸收地下水或土壤水之间存在的时间滞后现象[15]。此外，据Li等[30]研究结果也表明，土壤水分在非饱和带运移（上升）过程中通常也会有3～4 h的滞后现象。

4.3 不确定性分析

（1）计算方法的不确定性：Hays法是根据地下水埋深变化过程线的峰谷值选择补给阶段及耗散阶段，避免了人为选择ET_g=0的时段导致计算的不确定性，更接近于真实情况，所以此方法计算精度最高[27-28]。White法计算的ET_g与PET和ET_0呈显著相关，R>0.7（P<0.05）。但由于人为选择ET_g=0的时间段具有一定的局限性，其计算精度略低于Hays法，表明White法是一个较为经典的计算方法。而Loheide法计算的ET_g与PET、ET_0和ET_1几乎毫无关系。这可能与Loheide法自身缺陷有关，采用去趋势手段削弱了原始地下水埋深的部分信号值，掩盖了一些有用信息。此外假设ET_g=0的时段是0:00—6:00，时段代表性不足，且日分辨率数据本身尺度较大，对计算结果也有一定影响。（2）布设、检查仪器和传感器自动监测数据均对数据的采集产生影响（噪声），模拟数据（PET）和实测数据均包含噪声，对计算结果有影响[15]。（3）地下水埋深的大小以及埋深的变化速率直接影响土壤S_y，埋深也在时刻变化着，具有明显的昼夜波动现象。当水位埋深的上升或下降速率很大时，S_y并不是恒定的，但在本文的计算过程中认为其是定值，此时引入了瞬态误差。（4）选择典型的研究时段要考虑到无较大降水事件、无水泵抽取地下水以及农田灌溉等大型抽水或补给事件发生，这些因素制约了计算时段的选择，使得符合假设条件的原始样本数据较少，对计算结果也会产生一定的影响。

5 结 论

通过上述分析计算，得到以下结论：

（1）White、Loheide和Hays三种方法在河西走廊中游地区均具有一定适用性，其中Hays法是根据地下水埋深变化过程线的特性自然选择补给和耗散时段，更接近于真实情况，计算效果最佳，而Loheide和White法是人工选择补给和耗散时段，具有一定的局限性，推荐使用Hays法计算日尺度ET_g。

（2）Loheide法可以计算更高分辨率ET_g，如15 min分辨率。给水度的值会直接影响到计算结果，选择合适的给水度十分重要。

（3）若将Loheide法应用于其他相似地区，需考虑滞后时间效应。在本研究区PET落后ET_g的滞后时长约为3 h。

（4）使用结构合理和安装科学的E-601蒸发皿实测的ET_0数据验证三种方法计算日ET_g的精度效果最好。

参考文献（Reference）：

[1] 缑倩倩, 李乔乔, 屈建军, 等. 荒漠-绿洲过渡带土壤温度变化分析[J]. 干旱区研究, 2019, 36(4): 809−815. [Gou Qianqian, Li Qiaoqiao, Qu Jianjun, et al. Variation of soil temperature in the desert- oasis ecotone[J]. Arid Zone Research, 2019, 36(4): 809−815.]

[2] 刘鹄, 赵文智, 李中恺. 地下水依赖型生态系统生态水文研究进展[J]. 地球科学进展, 2018, 33(7): 741−750. [Liu Hu, Zhao Wenzhi, Li Zhongkai. Ecohydrology of groundwater dependent ecosystems: A review[J]. Advances in Earth Science, 2018, 33(7): 741−750.]

[3] 王思佳, 刘鹄, 赵文智, 等. 干旱、半干旱区地下水可持续性研究评述[J]. 地球科学进展, 2019, 34(2): 210−223. [Wang Sijia, Liu Hu, Zhao Wenzhi, et al. Groundwater sustainability in arid and semi- arid environments: A review[J]. Advances in Earth Science, 2019, 34(2): 210−223.]

[4] Meinzer O E. Plants as indicators of ground water[J]. Journal of Washington Academy of Science, 1926, 16(21): 553−564.

[5] 李晓媛, 于德永. 蒸散发估算方法及其驱动力研究进展[J]. 干旱区研究, 2020, 37(1): 26−36. [Li Xiaoyuan, Yu Deyong. Progress on Evapotranspiration estimation methods and driving forces in arid and semiarid regions[J]. Arid Zone Research, 2020, 37(1): 26−36.]

[6] 王政友. 土壤水分蒸发的影响因素分析[J]. 山西水利, 2003(2): 26− 27. [Wang Zhengyou. Analysis of influencing factors of soil water evaporation[J]. Shanxi Water Resources, 2003(2): 26−27.]

[7] Scanlon B R, Healy R W, Cook P G. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge[J]. Hydrogeology Journal, 2002, 10(2): 347−347.

[8] C·Ф·阿维里扬诺夫著. 防治灌溉土地盐渍化的水平排水设施[M]. 娄溥礼译. 北京: 中国工业出版社, 1963. [C. Ф. Aviliyanov. Horizontal Drainage Facilities for Preventing Salinization of Irrigated Land[M]. Lou Puli Translate. Beijing: China Industrial Press, 1963.]

[9] Fahle M, Dietrich O. Estimation of evapotranspiration using diurnal groundwater level fluctuations: Comparison of different approaches with ground-water lysimeter data[J]. Water Resources Research, 2014, 50(1): 273−286.

[10] White W N. A Method of Estimating Ground-Water Supplies Based on Discharge by Plants and Evaporation from Soil; Results of Investigations in Escalante Valley, Utah[M]. Washington: U. S. Government Printing Office, 1932: 1−105.

[11] Gribovszki Zoltán, Péter Kalicz, József Szilágyi, et al. Riparian zone evapotranspiration from diurnal groundwater level fluctuations[J]. Journal of Hydrology, 2008, 349(s 1−2): 6−17.

[12] Meyboom P. Three observations on streamflow depletion by phreatophytes[J]. Journal of Hydrology, 1965, 2(3): 248−261.

[13] Hays K B. Water Use by Saltcedar (*Tamarix* sp.) and Associated Vegetation on the Canadian, Colorado and Pecos Rivers in Texas [D]. Texas, TX: Texas A & M University, 2013.

[14] Loheide S P. A method for estimating subdaily evapotranspiration of shallow groundwater using diurnal water table fluctuations[J]. Ecohydrology, 2008, 1(1): 59−66.

[15] Loheide S P, Butler J J, Gorelick S M. Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow assessment[J]. Water Resources Research, 2005, 41(7): W07030.

[16] Soylu M E, Lenters J D, Istanbulluoglu E. On evapotranspiration and shallow groundwater fluctuations: A fourier- based improvement to the White method and the role of specific yield under saturated conditions[J]. AGU Fall Meeting Abstracts, 2011, 48: W06506.

[17] 赵文智, 常学礼. 河西走廊水文过程变化对荒漠绿洲过渡带NDVI的影响[J]. 中国科学: 地球科学, 2014, 44(7): 1561−1571. [Zhao Wenzhi, Chang Xueli. Effect of hydrologic process chang-es on NDVI in desert-oasis ecotone of Hexi Corridor[J]. Science China Earth Sciences, 2014, 44(7): 1561−1571.]

[18] Mi L, Xiao H, Zhang J, et al. Evolution of the groundwater system under the impacts of human activities in middle reaches of Heihe River Basin (Northwest China) from 1985 to 2013[J]. Hydro-Geology Journal, 2016, 24(4): 971−986.

[19] 陈亚宁, 李卫红, 陈亚鹏, 等. 荒漠河岸林建群植物的水分利用过程分析[J]. 干旱区研究, 2018, 35(1): 130−136. [Chen Yaning, Li Weihong, Chen Yapeng, et al. Analyze on water use process of constructive plants in desert riparian forest in the lower reaches of Inland River[J]. Arid Zone Research, 2018, 35(1): 130−136.]

[20] Johnson A I. Specific Yield: Compilation of Specific Yields for Various Materials[R]. United States Geological Survey Water Supply Paper, 1967, 1662−D: 74.

[21] 张蔚榛, 张瑜芳. 土壤的给水度和自由空隙率[J]. 灌溉排水, 1983(2): 1−16, 47. [Zhang Yuzhen, Zhang Yufang. Water content and free porosity of soil[J]. Irrigation and Drainage, 1983(2): 1−16, 47.]

[22] Nachabe M H. Analytical expressions for transient specific yield

and shallow water table drainage[J]. Water Resources Research, 2002, 38(10): 11-1-11-7.

[23] Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. Crop Evapotranspiration: Guidelines for Computing Crop Water Requirements, Irrigation and Drainage Paper NO. 56. Food and Agriculture Organization of the United Nations[M]. Rome, Italy: FAO, 1998: 15.

[24] Córdova M, Carrillorojas G, Crespo P, et al. Evaluation of the Penman- Monteith (FAO 56 PM) method for calculating reference evapotranspiration using limited data[J]. Mountain Research & Development, 1994, 35(3): 230–239.

[25] Pearson K. Notes on the history of correlation[J]. Biometrika, 1920, 13(1): 25–45.

[26] 樊嵘, 孟大志, 徐大舜. 统计相关性分析方法研究进展[J]. 数学建模及其应用, 2014, 3(1): 1–12. [Fan Rong, Meng Dazhi, Xu Dashun. Survey of research process on statistical correlation analysis[J]. Mathematical Modeling and Its Applications, 2014, 3(1): 1–12.]

[27] 孙海涛, 陈亚鹏, 陈亚宁, 等. 塔里木河下游荒漠河岸林地下水蒸散发[J]. 干旱区研究, 2020, 37(1): 116- 125. [Sun Haitao, Chen Yapeng, Chen Yaning, et al. Groundwater evapotranspiration in desert riparian forest in the lower reaches of the Tarim River[J]. Arid Zone Research, 2020, 37(1): 116–125.]

[28] Cheng D H, Li Y, Chen X, et al. Estimation of groundwater evapotranspiration using diurnal water table fluctuations in the Mu Us Desert, northern China[J]. Journal of Hydrology, 2013, 490(20): 106–113.

[29] Yin L, Zhou Y, Ge S, et al. Comparison and modification of methods for estimating evapotranspiration using diurnal groundwater level fluctuations in arid and semiarid regions[J]. Journal of Hydrology, 2013, 496(2): 9–16.

[30] Li Z, Liu H, Zhao W, et al. Quantification of soil water balance components based on continuous soil moisture measurement and the Richards equation in an irrigated agricultural field of a desert oasis[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2019, 23: 4685–4706.

Estimation of groundwater evapotranspiration with measured diurnal groundwater variations: A case study of typical oasis in Hexi Corridor

WANG Jingjing[1,2,3,4], LIU Hu[3,4], XU Zongxue[1,2], WANG Sijia[3,4]

(1. College of Water Sciences, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; 2. Beijing Key Laboratory of Urban Hydrological Cycle and Sponge City Technology, Beijing 100875, China; 3. Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Linze Inland River Basin Research Station, Chinese Ecosystem Research Network, Lanzhou 730000, Gansu, China; 4. Key Laboratory of Ecohydrology of Inland River Basin, Lanzhou 730000, Gansu, China)

Abstract: Daily groundwater evapotranspiration (ET_g) was estimated for the shallow groundwater area of the new oasis in the middle reaches of the Heihe River basin using diurnal water level fluctuation methods（White, Hays, Loheide）. The results were compared with the potential evapotranspiration (PET) estimated using Penman method, water surface evaporation (ET_0) measured using E-601 pan, and water surface evaporation (ET_1) measured using Φ_{20}, and the differences between ET_g and PET (ET_0 and ET_1) were analyzed using Pearson correlation coefficient. The results showed that among these calculation methods, Hays method performed the best with the highest accuracy, followed by the White method, and the Loheide method performed the worst with the lowest accuracy. Therefore, Hays method is recommended for estimation of daily ET_g and ET_0 is recommended for testing the estimation accuracy. Loheide method showed high ET_g accuracy (R=0.821, P<0.01) with approximate 3 hr time lag, which was also found in other areas of the Heihe River basin (old oasis, desert edge, shelterbelt). The results obtained in this study will be helpful and may offer scientific support for rational allocation, sustainable development, and utilization of regional water resources in the Heihe River basin.

Keywords: desert oasis; groundwater level; diurnal groundwater variation; groundwater recharge